Der monzonitische Quarzglimmerdiorit von Dornach in Oberösterreich

Von

Alexander Köhler

(Mit 4 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 17. Dezember 1931)

Diorite aus dem niederösterreichischen Waldviertel und dem angrenzenden oberösterreichischen Gebiete sind schon von älteren Autoren angegeben worden (1 bis 6),[1] doch wurden zumeist Ganggesteine, zum Teil auch Mylonite als solche bezeichnet. Erst 1900 beschreibt H. Commenda (7) nebst dem Granit von Dornach[2] auch einen hier vorkommenden Quarzglimmerdiorit, der durch seinen Orthoklasgehalt einen »Übergang zum Syenit« darstellt. Unter gleicher Bezeichnung erscheint das Gestein auch bei Hanisch (8).

In Niederösterreich ist bisher nur ein Vorkommen mit Sicherheit bekannt, ein etwa 13 *km* langer Zug zwischen Gebharts und Reinberg (9). Eine physiographische Beschreibung und eine (unvollständige) Analyse dieses Gesteins hat R. Ostadal (10) veröffentlicht, das höhere Alter den Graniten gegenüber hat L. Waldmann (11) festgestellt. Das Dornacher Vorkommen ist dagegen recht klein, zwei hausgroße und mehrere kleine Blöcke liegen hier in Mauthausner Granit eingebettet, der Diorit bildet somit keinen selbständigen Stock, sondern ist augenscheinlich beim Empordringen des Granits von diesem aus der Tiefe mitgerissen worden. Trotzdem gibt es Stellen, die unverändert erscheinen; diese wurden wegen ihrer vorzüglich frischen Beschaffenheit zu untenstehender Charakterisierung benutzt.

Auch die bei oberflächlicher Betrachtung gleichförmig aussehenden Spielarten wechseln in ihrer Zusammensetzung, wenn auch nur wenig. Um eine Durchschnittsprobe der Analyse zuführen zu können, wurde eine größere Zahl von Proben gesammelt. Wie die Beobachtung im Dünnschliff und die geringen Unterschiede in den Werten der Dichte lehren, sind die Abweichungen nicht größer, als dies innerhalb eines »Typus« gestattet ist. Die folgende Physiographie der Gemengteile stellt eine Zusammenfassung aller Beobachtungen in folgenden fünf[3] Durchschnittsproben dar:

Probe 1 (verbreitetster Typus) mit $d = 2 \cdot 795$. Durchschnittliche Korngröße 1 *mm*. Selten sind größere Körner von

---

[1] Die Nummern beziehen sich auf das Literaturverzeichnis Schlusse der Arbeit.

[2] 5 *km* stromaufwärts von Grein.

[3] Zu jeder Probe gehören mehrere Handstücke und Schliffe.

Plagioklas und Quarz mit Dimensionen von $^1/_2$ bis 1 *cm* eingesprengt.

Probe 2, etwas heller und von größerem Korn (1 bis 2 *mm*), Biotit manchmal 3 bis 5 *mm* groß. $d = 2\cdot783$.

Probe 3 mit $d = 2\cdot786$, von 2 nicht unterscheidbar bis auf häufigere Hornblendenester.

Probe 4, durch Biotitanreicherung etwas dunkler wie 2 und 3, d auf $2\cdot809$ steigend.

Probe 5, etwas feinkörniger wie 1, mit kleinen Nestern von Biotit und Hornblende. Plagioklas und Quarz eingesprengt wie bei 1. $d = 2\cdot783$.

Ausgeschaltet wurden jene Partien, die durch unverkennbare Imprägnation durch den Granit heller gefärbt und gröber körnig sind. Solche Mischtypen waren vor 3 Jahren gut aufgeschlossen, heute sind sie durch Abbau verschwunden. Ferner wurde eine dichtere und dunklere Varietät, die schlierenförmig in obigen Typen vorkommt, als basische Konkretion mit $d = 2\cdot819$ zur Analyse nicht verwendet.

Physiographie der Gemengteile.

Der Plagioklas ist ziemlich isometrisch oder kurztafelig nach (010). Durchschnittsgröße $^3/_4$ *mm*, obere Grenze 1 *cm* (sporadisch). Von Krystallflächen ist in erster Linie (010) gut entwickelt, seltener (110) und (001), wo der Plagioklas an Quarz oder Kalifeldspat grenzt; gegenüber Biotit und Hornblende ist verschiedene Ausbildung bemerkbar. Lamellierung nach dem Albitgesetz ist die Regel, nach dem Periklingesetz recht selten. Doppelzwillinge nach dem Albit- und Karlsbadergesetz sind relativ häufig. Zonenbau ist nicht sehr deutlich entwickelt und dann ist nur ein Unterschied zwischen Kern und Hülle mit scharfem oder allmählichem Übergang wahrnehmbar. Zwischenzonen und basische Rekurrenzen sind somit auf ein Minimum beschränkt.

Um die Analyse mit dem Mineralgehalt möglichst genau in Einklang bringen zu können, wurde der An-Bestimmung des Plagioklas besonderes Augenmerk zugewendet. Dabei wurde als zweites Ziel die Brauchbarkeit der Bestimmungskurven bei Doppelzwillingen nach dem Albit- und Karlsbadergesetz (12) im Auge behalten. Es wurden folgende Werte gefunden:

$1 = 7°$, $2 = 9° = 28\%$ An; $1 = 3\cdot5°$, $2 = 5° = 24\%$ An
$1 = 12°$, $2 = 10° = 32$ $1 = 6°$ $2 = 6° = 26$
$1 = 12°$, $2 = 7° = 30$

ferner in zonargebauten Individuen:

Kern:	$1 = 14\cdot5°$,	$2 = 23°$	$= 45\%$ An;	Hülle: $1 = 6°$,	$2 = 14°$	$= 31\%$ An
	$1 = 9°$,	$2 = 20°$	$= 37$	» $1 = 3°$,	$2 = 10°$	$= 27$
	$1 = 24\cdot5°$,	$2 = 13\cdot5°$	$= 46$	$1 = 11\cdot5°$,	$2 = 4\cdot5°$	$= 28$
	$1 = 12°$,	$2 = 12°$	$= 34$	$1 = 5°$,	$2 = 5°$	$= 25$

Kern: 1 = 16°, 2 = 23° = 47% An; Hülle: 1 = 5°, 2 = 10° = 28% An
1 = 12·5°, 2 = 27° = 49 » 1 = 5°, 2 = 17° = 34
1 = 25°, 2 = 14° = 47 1 = 16°, 2 = 6° = 34

Wer sich die Mühe nimmt, die Schnittpunkte bei den zonargebauten Individuen in der Kurve (12, p, 49) aufzusuchen, der wird sich von der guten Übereinstimmung der Ordinaten, die ja die Schnittlage angibt, überzeugen können. Die Fehler, die man begeht, wenn der Schnitt auch 10 bis 15° von der symmetrischen Zone abweicht, sind noch immer nicht bedeutend, wenn 1 und 1′ sowie 2 und 2′ eingemessen werden können. Bei Eruptivgesteinen scheint

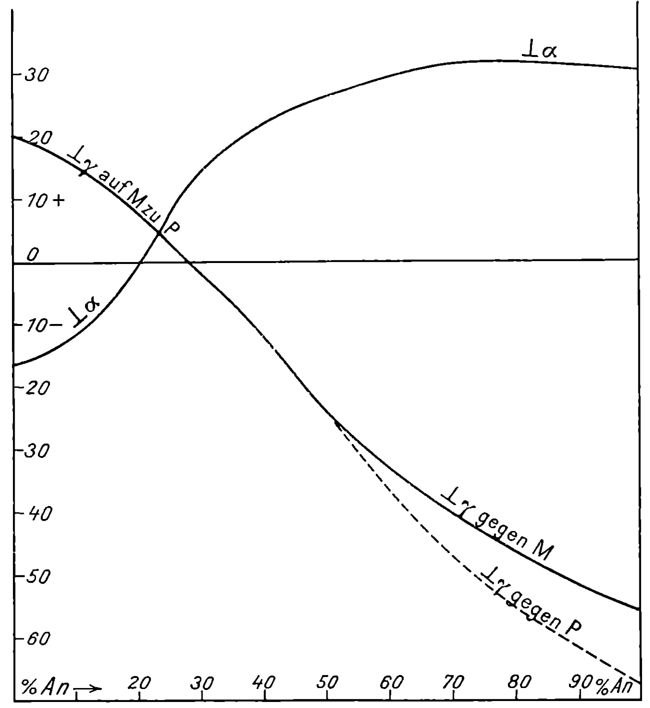


Fig. 1. Auslöschungskurve bei Plagioklasen in Schnitten ⊥ α und ⊥ γ.

mir daher diese Methode am raschesten den An-Gehalt zu erfassen. Daß dabei die eventuelle Or-Komponente unter den Tisch fällt, ist klar, doch zeigt sich ein solcher in Unstimmigkeiten bald an.

Weiters ergaben Schnitte ⊥ α folgende Werte:

Kern: = + 20° = 37% An, Hülle: = + 12° und + 11° = 28% An.
Kern und Hülle: + 13° = 29% An, basische Rekurrenz: 24° = 47% An.[1]

[1] Die von F. Becke (13) gegebene Kurve für die Auslöschungen in Schnitten ⊥ α kann heute etwas korrigiert werden. Es wurden die Daten auf konstruktivem Wege neu ermittelt. Es ergibt sich eine geringe Abweichung gegenüber den alten Kurven. Verwendung fanden die ihrer Orientierung nach bekannten Plagioklase, wie sie in (12), p. 44, angeführt sind, außerdem Albit von Rischuna (14). Fig. 1 gibt die neu konstruierte Kurve ⊥ α nebst der gleichfalls neu konstruierten Kurve der Auslöschung in Schnitten ⊥ γ zu M und P wieder.

Daß die Höhe der Lichtbrechung gegenüber Kanadabalsam oder Quarz sowie der optische Charakter zum Vergleich mit herangezogen wurde, ist selbstverständlich.

Der Anorthitgehalt schwankt somit zwischen 25 und 49%. Es ist schwierig, da einen Mittelwert anzugeben; aus dem Volumverhältnis zwischen Kern und Hülle wurde für die Berechnung der Analyse ein Wert von 34% angenommen. So reizvoll die Drehtischmethoden in ihrer Ausführung sind, sie ergeben natürlich auch nur Werte, die zwischen obigen liegen, und es bleibt dem Petrographen überlassen, sich das Mittel zu suchen, das er braucht.

Mitunter ist der Kern durch Zersetzungsprodukte bereits getrübt. Durch entsprechende Auslese ist beim Analysenmaterial derartig verändertes Gestein tunlichst ausgeschieden worden.

Kleine Warzen von Myrmekit mit der Konvexseite gegen den Kalifeldspat und mit reichlichen, divergierenden Quarzstengeln sind nicht selten an den Grenzen beider Feldspate.

Kalifeldspat ist in kleinen, bizarren Formen zwischen den übrigen Gemengteilen recht verbreitet. Nicht selten bildet er auch größere xenomorphe Körner von den Dimensionen der Plagioklase. Feine Albitspindeln sind spärlich.

Quarz, fast stets undulös, in lappigen, bizarren Formen und von variablen Dimensionen, ist reichlich vertreten.

Biotit, gegenüber Plagioklas bald idiomorph, bald xenomorph, ist mit diesem gleichzeitig gebildet. Achsenwinkel sehr klein, nicht meßbar.

Pleochroismus (Schliffdicke 0·022 *mm*): $\gamma = 1$ Zinnober *f*, $\alpha = 33$ Braun *t—u* (Radde), $\gamma - \alpha = 0{\cdot}055$ (gemessen mit Berek-Kompensator).

Einschlüsse sind: Apatit (häufig), Zirkon, Orthit und primärer Titanit (selten). Starke pleochroitische Höfe finden sich um Orthit und Zirkon, schwache um Apatit und Titanit. Bemerkenswert sind die nur in wenigen Schliffen vorkommenden breiten Höfe um sehr feinkörnige, streifenförmige Einlagerungen eines radioaktiven Minerals zwischen den Spaltrissen der Biotits. Nach der starken Licht- und Doppelbrechung handelt es sich vermutlich um Zirkon.

Hornblende. Krystallographische Begrenzung nur an den Grenzen gegen Kalifeldspat und Quarz mit (110) und einer ganz schmalen (010). Optische Daten:

$c\gamma = 15$ bis $16°$, manche randliche Partien $c\gamma$ 1 bis 2° größer,
$\gamma - \alpha$ (im Kern mit kleinerem $c\gamma$) $= 0{\cdot}025$,
$\gamma - \alpha$ (in Randpartien mit größerem $c\gamma$) $= 0{\cdot}023$.

Farbe (nach der Radde'schen Farbenskala):

$\gamma = 36$,	Gelbgrüngrau *k*	Kern	$\gamma = 38$,	Blaugrüngrau	Rand.
$\beta = 35$,	Gelbgrau *l*		$\beta = 38$,		
$\alpha = 36$,	Gelbgrüngrau *t*		$\alpha = 36$,	Gelbgrüngrau *u—v*	

Dabei ist die Farbverteilung recht verschieden. In gut umgrenzten Individuen kann eine streng parallel den Umrissen verlaufende blasse Zone beobachtet werden; in der Regel ist aber die

hellere Farbe unregelmäßig, fleckig im Zentrum der Körner verteilt. Einschlüsse sind: Apatit, Titanit und Zirkon, letzterer mit pleochroitischen Höfen.

Akzessorien: Titanit, regellos umgrenzt, tritt auch selbständig neben den bei Chloritisierung der Biotite neugebildeten Körnern auf. Größere Individuen sind deutlich pleochroitisch ($\gamma =$ bräunlichviolett, $\alpha =$ blaßgelblich). Apatit, reichlich in idiomorphen, kurzen Säulchen oder in Körnerform. Größere Kryställchen zeigen Pleochroismus mit $\varepsilon =$ blaßgrauviolett. Zirkon ist spärlicher als Apatit. Orthit ist in allen Schliffen, wenn auch nur spärlich, anzutreffen. Umrisse und Spaltbarkeit sind die des Epidots. Der Pleochroismus ($\gamma =$ dunkelbraun, $\alpha =$ ein helles Schmutziggelbbraun), die manchmal noch vorkommende Umrandung mit eisenreichem Epidot sowie die breiten pleochroitischen Höfe im Biotit charakterisieren dieses Mineral. Von unverändertem Orthit sind nur noch spärliche Reste vorhanden, der Großteil ist zerstört und an seiner Stelle finden sich ein dunkelschmutzigbrauner Staub, Calcit und strahlige Schüppchen oder Nädelchen mit γ' in der Längsrichtung, gerader oder kleiner Auslöschung, und einer Licht- und Doppelbrechung wie Tremolit. Erz ist spärlich, meist Magnetkies, zum Teil mit Magnetit verwachsen.

Neubildungen infolge Zersetzung sind in dem der Analyse zugeführten Material nur gering. Neben der spärlichen Serizitbildung in den Plagioklaskernen gehört hieher die Chloritisierung der Biotite unter Ausscheidung von Rutil (Sagenit) und Titanit. Nirgends wurde außerhalb der seltenen Pseudomorphosen nach Orthit Carbonat angetroffen, weshalb auch bei der Analyse CO_2 nicht bestimmt wurde.

Chemische Charakteristik.

Chemische Analyse.

(Analytiker A. Köhler.)

	Gew.%	M. Quot. × 10.000	Projektionszahlen:
SiO_2 .	57·60	9590	$al =$ 30·0
TiO_2 .	1·46	182	$fm =$ 34·3
Al_2O_3 . .	16·15	1585	$c =$ 19·0
Fe_2O_3	1 13	71	$alk =$ 16·7
FeO	6·14	855	$si =$ 181
MnO	0·07	10	$qz =$ +14
MgO	3·25	806	$k =$ 0·49
CaO	5·61	1000	$mg =$ 0·44
BaO . .	0·11	7	$c/fm =$ 0·56
Na_2O	2·80	452	$ti =$ 3·4
K_2O . .	4·05	430	$p =$ 1·1
H_2O^+	0·98	544	$h =$ 10·3
P_2O_5	0·82	58	$\xi =$ 46·7
S	0·06	19	$\eta =$ 49·0
	100·23		$\zeta =$ 35·7
—O für S.	0·03		
	100·20		Dichte: 2·799

Ta-

Berechnung

Bezeichnung	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
Mol. Quot. ..	9590	182	1585	71	855	10
Magnetkies [1] ..	—	—	—	—	19	—
Apatit [1] .. .	—	—		—	—	—
Magnetit [2] ..	—	—	—	16	16	—
Titanit [2]	103	103	—	—	—	—
Plagioklas [3] ..	3640	—	921	—	—	—
$CaO . 3 RO . 4 SiO_2$ [4] ..	852	—	—	—	203	10
$4 H_2O . 4 SiO_2$	50	—	—	—	—	—
$CaO . 2 RO . R_2O_3 . 3 SiO_2$ ..	87	—	30	—	25	—
Orthoklas [5]	1032	—	172	—	—	—
$H_2O . K_2O\ 2 Fe_2O_3 . 4 SiO_2$	110			55	—	—
$2 H_2O . K_2O . 2 Al_2O_3 . 4 SiO_2$	845	79	462	—	—	—
$2 Mg (Fe) O . SiO_2$	466	—	—		592	—
Quarz. ..	2405	—	—		—	—

[1] Die Verrechnung von Magnetkies und Apatit ist durch die Werte für S, beziehungsweise P_2O_5 gegeben.

[2] Die Verrechnung von Magnetit und Titanit erfordert die vorherige Bestimmung der Volumprozente. Bei so kleinen Mengen können die Fehler vernachlässigt werden. Alles TiO_2 als Titanit zu verrechnen, wäre unrichtig, da auch die dunklen Gemengteile Titan enthalten; es muß daher nach Abzug des TiO_2 für Titanit noch ein Rest übrigbleiben. Auf Grund der gemessenen Volumprozente (0·2) können die Gewichtsprozente p nach der Formel

$$p = \frac{\text{Vol.}\,{}^0/_0}{D}\quad d$$

berechnet werden. D = Dichte des Gesteins (2·799), d = Dichte des Minerals (5·174), somit ist $p = 0 \cdot 37$. Aus der gewichtsprozentischen Zusammensetzung des Magnetits (31·03 FeO, 68·97 Fe_2O_3) lassen sich durch Multiplikation mit $\frac{p}{100}$ die Werte der in Rechnung zu stellenden Oxyde berechnen.

[3] Als mittlere Zusammensetzung wurde auf Grund der zahlreichen Messungen eine solche von $Ab_{66}An_{34}$ angenommen. Eine genaue Angabe ist bei zonargebauten Plagioklasen kaum möglich, der Fehler wird hier um $\pm 5\,{}^0/_0$ im An-Gehalte schwanken können. Ein Or-Gehalt wurde vernachlässigt, so wie

belle I.
der Analyse.

MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	P_2O_5	S
806	1000	7	452	430	544	58	19
—	—	—	—	—	—	—	19
—	193	—	—	—	—	58	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	103	—	—	—	—	—	—
—	462	7	452	—	—	—	—
426	213	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	50	—	—
35	29	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	172	—	—	—
	—	—	—	27	27	—	—
—	—	—	—	231	462	—	—
345	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

bei Orthoklas nur die Kaliverbindung in Rechnung gesetzt wurde. BaO vertritt CaO. Zunächst wurde d der Mischung mit 2·670 berechnet. Die Gewichtsprozente der Oxyde des Plagioklases ergeben sich auf folgende Weise: Es stehen 2·80 Gewichtsprozente Na_2O zur Verfügung, der entsprechende Anteil von CaO kann durch Umrechnung leicht gefunden werden. Geht man, wie in unserem Falle, nicht von den Volumprozenten aus, so kann ich die Molekularquotienten von CaO, die ich benötige, durch folgende Proportion finden: 66 68 = 452 : x.

[4] Der Rest von CaO muß im Amphibol enthalten sein. Daß das Verhältnis MgO FeO wie 2 1 angenommen wurde, ist zwar schon Willkür, entspricht aber den meisten Waldviertler Amphibolen. Der kleinen Auslöschung zufolge wurde nur ein geringer Prozentsatz der R_2O_3-Verbindung in Rechnung gestellt.

[5] Der Rest an Al_2O_3 wurde auf Kalifeldspat und Biotit aufgeteilt, nachdem das Kali der Verbindung $H_2O . K_2O . 2\,Fe_2O_3 . 4\,SiO_2$ in Abzug gebracht worden war. Ist der Verbrauch an Al_2O_3 im Biotit $2x$, in Orthoklas y, so ergibt sich:

$$2x + y = 634, \quad \text{daraus folgt: } x = 231$$
$$x + y = 403 \qquad\qquad y = 172.$$

Der Rest an RO-Basen bildet das Olivinmolekül, der Rest an SiO_2 ist als Quarz vorhanden.

Hauptzweck vorliegender Arbeit war die chemische Charakteristik des Dornacher Gesteins im Rahmen der Untersuchungen über die chemische Stellung der wenig bekannten variszischen Erstarrungsgesteine auf österreichischem Gebiete. Durchschnittsproben wurden im Steinbruch in genügender Anzahl entnommen und die frischen Proben der Analyse unterworfen. An allen Proben wurde die Dichte bestimmt, sie betrug: 2·786, 2·795, 2·786, 2·783, 2·783, 2·809,

Ta-

Bezeichnung	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$FeO+MnO$	MgO	$CaO+BaO$
Gewichtsprozent	57·60	1·46	16·15	1·13	6·21	3·25	5·72
Magnetkies	—	—	—	—	0·14	—	—
Apatit	—	—	—	—	—	—	1·08
Magnetit	—	—	—	0·25	0·11	—	—
Titanit	0·62	0·82	—	—	—	—	0·58
Plagioklas	21·86	—	9·41	—	—	—	2·70
Amphibol	5·93	—	0·31	—	1·71	1·86	1·36
Orthoklas	6·20	—	1·76	—	—	—	—
Biotit	8·53	0·63	4·72	0·88	4·25	1·39	—
Quarz	14·45	—	—	—	—	—	—
Summe	57·59	1·45	16·20	1·13	6·21	3·25	5·72

eine basischere Varietät ergab 2·819. Die Proben mit $D = 2·783$ und 2·819 wurden ausgeschieden, das Mittel der Dichte des zur Analyse verwendeten Materials betrug **2·799.** Insgesamt wurden rund 10 *kg* Gesteinspulver hergestellt, um einen Durchschnittstypus der Analyse zuzuführen.

Es wurde der Versuch gemacht, auf Grund der volummetrischen Ausmessung der Komponenten die Analyse zu berechnen. Dabei zeigte sich, daß trotz zahlreicher Ausmessungen in allen Schliffen die so gefundenen Volumprozente nicht genau den Tatsachen entsprechen. Eine Berechnung der Analyse ergibt dann auch ein Manko an Na_2O und Al_2O_3. Würde man dieses durch Verrechnung von

mehr Orthoklas statt Biotit, sowie durch einen An-reicheren Plagioklas auf Kosten der Hornblende wettmachen, so läßt sich natürlich die Analyse verrechnen, doch ergibt sich dann eine theoretische Dichte des Gesteins von nur 2·641 statt 2·799! Diese Differenz beweist eindeutig, daß die Verrechnung unrichtig ist, und daß auch bei geeigneter Korngröße die Rosiwal'sche Ausmessung mit Fehlern behaftet ist, die weit größer sind als die durch die Methoden bedingten

belle II.

Na_2O	K_2O	H_2O^+	P_2O_5	S	p	d	$\frac{p}{d}$	Volumprozente ber.	Volumprozente gem.
2·80	4·05	0·98	0·82	0·06	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0·06	0·20	4·6	0·04	0·1	0
—	—	—	0·82	—	1·91	3·2	0·60	1·7	1·9
—	—	—	—	—	0·36	5·174	0·07	0·2	0·2
—	—	—	—	—	2·02	3·535	0·57	1·6	1·6
2·80	—	—	—	—	36·77	2·670	13·77	38·4	44·3
—	—	0·09	—	—	11·26	3·05	3·69	10·3	7·2
—	1·62	—	—	—	9·58	2·562	3·74	10·4	11·4
—	2·43	0·88	—	—	23·71	3·00	7·90	22·1	20·0
—	—	—	—	—	14·45	2·653	5·45	15·2	13·4
2·80	4·05	0·97	0·82	0·06	100·26	—	35·82	100	100

kleinen Fehler der Analyse. Es wurde daher der oben angeführte Weg zur Berechnung eingeschlagen. Selbstverständlich würden sich gröbere Fehler der Analyse, wie sie viele ältere, leider auch manche neuere Analysen aufweisen, auf diese Art sofort aufzeigen.

Die theoretische Dichte ist $\frac{100 \cdot 26}{35 \cdot 82} = \mathbf{2 \cdot 799}$, beobachtet wurde **2·799**.

Diese Übereinstimmung ist natürlich ein Zufall. Etwas variabel ist zum Beispiel die Dichte des Biotits; aus dem mittleren Molekulargewicht und dem mittleren Molekularvolumen muß sie errechnet

werden und kann etwas höher, bis 3·1 liegen. In diesem Falle wäre die Gesteinsdichte 2·820. Wo sonst die Dichte der einzelnen Komponenten etwas schwanken kann, sind die Fehler wegen der geringen Mengen belanglos. Wo der Unterschied mehr als $\pm$ 0·03 beträgt, ist die Ursache in falscher Berechnung oder in Gas- oder Flüssigkeitseinschlüssen, die sich in der Analyse nicht aufzeigen, zu suchen. Nicht verrechnetes H_2O drückt den Wert der Dichte herunter.

Die Richtigkeit dieser Art von Berechnung ist durch die Bestimmung der theoretischen Gesteinsdichte kontrollierbar; sie soll nicht mehr als 0·03 vom gefundenen Wert abweichen. Obenstehende Tabelle II gibt die Gewichtsprozente der Gemengteile an, deren Summen p, die Dichte d, das Volumen $\frac{p}{d}$, sowie die berechneten und die gemessenen Volumprozente.

Bemerkungen zur Klassifikation.

Nach dem Mineralgehalt würde man das Gestein einen hornblendeführenden Quarzglimmerdiorit nennen können. Dagegen spricht allerdings der für dioritische Gesteine doch zu hohe Gehalt an Kalifeldspat (über 11 Volumprozente!). Es ist auch K_2O der Analyse weit höher als in den Analysen solcher Gesteine (vgl. Rosenbusch-Osann, p. 188 und 192)! Solche Analysen, die einen unserer entsprechenden hohen K_2O-Gehalt haben, kommen nur den Quarzmonzoniten zu. Ein Anklang an monzonitische Gesteine ist unverkennbar da, wenn diese im allgemeinen auch niedrigeres *si*, höheres *alk* sowie eine negative Quarzzahl haben.

Vergleicht man die Projektionswerte mit den Niggli'schen Magmentypen der Kalk-Alkalireihe, so stimmt unser Gestein mit dem Normaldiorit nicht völlig überein. Die Werte für *al* und *fm* sind wohl gleich, doch ist *c* beim Dornacher Gestein niedriger, *alk* höher, es ist eben mineralogisch durch größeren Biotitreichtum, durch geringeren Hornblendegehalt und das Fehlen von Augit charakterisiert, ferner durch größeres *si* und *qz*, wobei durch die reichliche Biotitführung der freie Quarz noch stärker hervortritt als dies die Quarzzahl erkennen läßt. Der Hauptunterschied liegt aber in der hohen *k*-Zahl, die mit der der dioritischen Magmen ($k < 33$) nicht übereinstimmt.

So wie bei den Graniten und den Ganggesteinen dieses Gebietes (Nr. 15) ist ein Annähern an die mediterranen Typen zu konstatieren. *si*-reiche Monzonite stellt Niggli als opdalitische (quarzmonzonitische) Magmen noch in die Alkali-Kalkreihe. Man könnte den Dornacher Diorit hier einreihen, doch ist in unserem Falle die *si*-Zahl niedriger, ebenso *alk*.

Die normalmonzonitischen Magmen haben wieder niedrigere *si*- und *qz*-Zahlen, letztere sind fast durchwegs bereits negativ. Somit haben wir es mit einem Übergangsglied zwischen beiden

Gruppen zu tun, wobei wir den opdalitischen Magmen etwas näher stehen.

Die Stellung in der Systematik geht am klarsten in der Tetraederprojektion nach Niggli und Becke hervor. Eingetragen sind die bisher analysierten Tiefengesteine des Waldviertels (1 = Granit Typus Eisgarn, 2 Granit Typus Mauthausen, 3 porphyrartiger Granit,[1] 4 Diorit von Dornach, 4*a* Diorit von Gebharts[2] und 5 Gabbro von Nonndorf (16).[3] Die ausgezogene Kurve repräsentiert die pazifische Reihe, die punktierte die atlantische nach Becke, außerdem ist das Becke'sche Monzonitmittel eingezeichnet (vgl. 17). Weiters ist eine Auswahl von Analysenprojektionspunkten von Monzoni- und Predazzogesteinen (18) und schließlich einiger Niggli-scher Magmentypen mit aufgenommen. Ich gebe hier nur die letzteren Projektionszahlen und die der Südtiroler Gesteine wieder, bezüglich der Analysen selbst verweise ich auf die angeführte Literatur.[4]

In der Tetraederprojektion (Fig. 2) kommt die Verwandtschaft mit den monzonitischen Gesteinen klar zum Ausdruck. Durch kleineres η rückt der Projektionspunkt von der pazifischen Reihe ab; auch im Kieselsäurefeld finden wir vom Granit angefangen durchwegs kleinere Werte als die der normalen Kalk-Alkalireihe, die Monzonigesteine wieder liegen in einem noch tieferen Kieselsäureniveau. Auch die reichliche Biotitführung ist durch die Lage im Tetraeder zu erwarten. Im *k*-, *mg*- und *k mg*-Diagramm kommt die Verwandtschaft ebenso zum Ausdruck. Dies besagen schon die entsprechenden Projektionswerte, weshalb aus Ersparungsgründen von der graphischen Darstellung abgesehen wird. Interessant ist die Verteilung des normativen Feldspatgehaltes (vgl. Nr. 19) in Fig. 3. Die Abweichung von der pazifischen Reihe gegen den *or*-Pol tritt klar hervor, wie dies auch bei den Südtiroler Gesteinen der Fall ist. Die Beziehung zu den opdalitischen und normalmonzonitischen Magmen ersieht man aus der Darstellung ebenso deutlich, wie den Unterschied gegenüber den quarzdioritischen und normaldioritischen.

Sehr geeignet zu Vergleichen erscheint mir die Kieselsäureprojektion (Fig. 4) nach A. Marchet, wo die Mittelstellung unserer Gesteine zwischen der Alkali-Kalkreihe und den mediterranen Typen graphisch dargestellt erscheint.

Ein fast vollkommen gleiches Gestein hat R. Ostadal (10) als mittelkörnigen Quarz-Hornblende-Biotitdiorit von Gebharts (nordwestliches Waldviertel) beschrieben und eine unvollständige Analyse von F. Ullsperger gebracht, die trotz ihrer Mängel mit dem Mineralgehalt[5] relativ gut übereinstimmt, so daß man sie verwenden

---

[1] Vgl. Literaturverzeichnis Nr. 15 sowie dieses Heft, p. 856.

[2] Siehe (10)!

[3] Vgl. Literaturverzeichnis Nr. 16!

[4] Vgl. Tabelle III.

[5] Kalifeldspat ist übersehen worden, trotzdem er, wie ich mich überzeugen konnte, stets vorhanden ist; Quarz ist reichlicher vertreten, als dies in der Beschreibung zum Ausdruck kommt.

kann. Ich gebe hier die Analysenwerte wieder und füge die Niggli-schen Projektionszahlen bei.

	Gewichts-prozente	M. Qu.	Projektionswerte	
SiO_2	58·3	967	*al* = 28·5	ξ = 45·0
Al_2O_3	16·3	159	*fm* = 39·1	η = 44·4
Fe_2O_3[1]	9·0	113	*c* = 15·9	ζ = 32·4
MgO	4·3	106	*alk* = 16·5	*or* = 2·86
CaO	5·0	89	*si* = 173	*ab* = 4·47
Na_2O	3·5	56	*qz* = +7	*an* = 2·67
K_2O	3·4	36	*k* = 0·39	*ls* = 0·71
			mg = 0·49	*fs* = 0·25
				qs = 0·04

[1] Gesamteisen, bei Mol. Quot. als FeO!

Tabelle III.

	1 (37)[1]	2 (13)	3 (5)	4 (30)	5 (6)	6 (7)	7 (1)	I	II	III	IV
al	45	38	31	33	31·5	31	23·5	35	32	29	30
fm	13	20	29·5	27·5	30·5	34·5	37·5	26	32	35	30
c	3	9·5	16	17	19·5	19	22	15	18	22	21
alk	38·5	32·5	23·5	22	18·5	16	17	24	18	14	19
k	0·50	0·53	0·47	0·38	0·44	0·43	0·41	0·42	0·50	0·28	0·50
mg	0·24	0·37	0·40	0·35	0·40	0·42	0·42	0·33	0·45	0·48	0·45
si	433	281	190	185	178	161	140	270	215	155	140
qz	179	51	–4	–3	+4	–3	–28	+74	+43	–1	–36
ξ	83·5	70·5	54·5	55	50	47	40·5	59	50	43	49
η	48	47·5	47	50	51	50	45·5	50	50	51	51
ζ	41·5	42	39·5	39	38	35	39	39	36	36	40
or	4·8	4·9	4·0	3·0	3·3	2·9	3·4	3·4	3·6	1·81	3·87
ab	4·8	4·3	4·6	5·0	4·1	3·9	5·0	4·7	3·6	4·69	3·87
an	0·4	0·8	1·4	2·0	2·6	3·2	1·6	1·9	2·8	3·49	2·25
ls	0·55	0·74	0·82	0·83	.0·77	0·79	0·82	0·61	0·63	0·74	0·97
fs	0·03	0·08	0·20	0·19	0·21	0·23	0·38	0·1[illegible]	0·17	0·27	0·29
qs	+0·42	+0·18	–0·02	–0·02	+0·02	–0·02	–0·20	+0·27	+0·20	–0·01	–0·26

[1] = Alkaligranitaplit (die Nummern in Klammern beziehen sich auf die Analysennummern in Romberg-Burri l. c.), 2 = Monzonitaplit, 3 = Quarz-monzonit, 4 = syenitischer Monzonit, 5 = Hypersthenmonzonit, 6 = syenitischer Monzonit, 7 = Normalmonzonit. Ferner: I = normalgranitisch, II = opdalitisch, III = normaldioritisch, IV = normalmonzonitisch.

Auffallend ist die hohe *fm*-Zahl, die nicht auf Kosten einer Biotitanreicherung zu stellen ist, da hiefür *al* viel zu niedrig ist. Stärkeres Hervortreten von Hornblende und Erz könnte die Ursache sein, obwohl diesbezüglich keine Anhaltspunkte gegeben sind. Es dürfte somit *fm* zu hoch, *al* und *c* zu niedrig sein. Nach mündlicher Mitteilung von L. Waldmann führen dunklere und feinkörnigere Varietäten dieses Vorkommens auch monoklinen und rhombischen Pyroxen.

Zum Schlusse sollen einige Analysen von ähnlichen Gesteinen aus der näheren Nachbarschaft unseres Gebietes zum Vergleiche gebracht werden. In Tabelle IV sind die Projektionswerte mitgeteilt, bezüglich der Analysen verweise ich auf die Originalliteratur.

Tabelle IV.

	1	2	3	4	
al	33·2	29·9	25·1	25·9	26·9
fm	30·0	36·9	44·3	38·3	37·8
c	14·1	19·0	12·5	13·9	24·7
alk	22·7	14·1	18·1	21·9	10·5
si	228	195	194	175	148
qz	37	39	22	−13	+6
k	0·53	0·45	0·62	0·55	0·33
mg	0·54	0·48	0·63	0·67	0·45
ξ	55·9	44·0	43·2	47·8	37·4
η	47·3	48·9	37·6	39·8	51·6
ζ	36·8	33·1	30·6	35·8	35·2
or	4·31	2·88	5·20	5·04	1·85
ab	3·82	3·52	3·18	4·12	3·76
an	1·88	3·59	1·62	0·84	4·39
ls	0·69	0·60	0·63	0·80	0·65
fs	0·15	0·21	0·26	0·28	0·31
qs	+0·16	+0·20	+0·11	−0·08	+0·04

Nr. 1 ist Granodiorit von Dehetnik im mittelböhmischen Granitmassiv (20). Nach der Analyse ist das Gestein für einen Granodiorit etwas zu arm an *c* und zu reich an *fm* bei hoher *k*-Zahl; besser paßt es daher zu den monzonitdioritischen Magmen mit einem Anklang an die syenitgranitischen, ohne jedoch so hohes *alk* aufzuweisen. Nr. 2 ist ein Quarzbiotit-Hornblendediorit von Bohutin (21) und liegt zwischen den quarzdioritischen und normaldioritischen

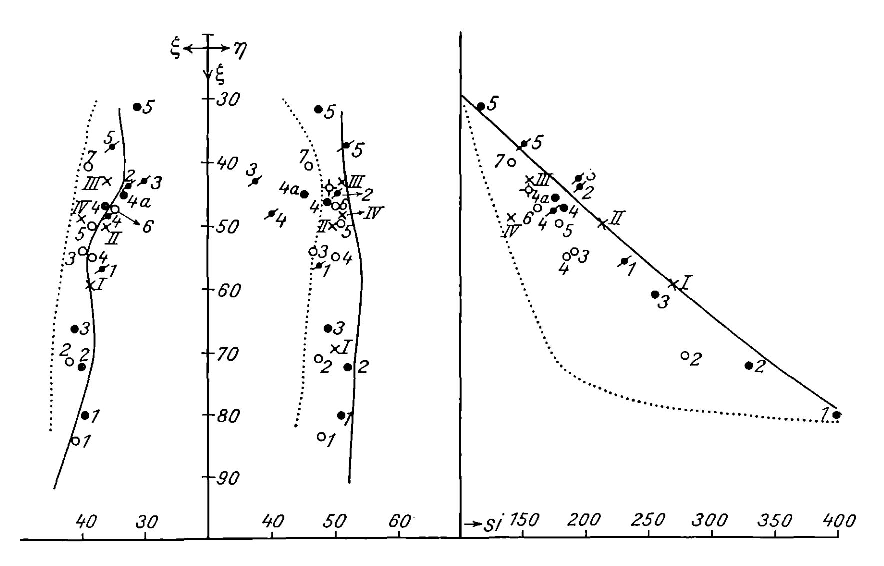


Fig. 2.

Es bedeuten: ● Waldviertelgesteine, ○ Monzonigesteine, × Niggli'sche Magmentypen, siehe weiter unten.

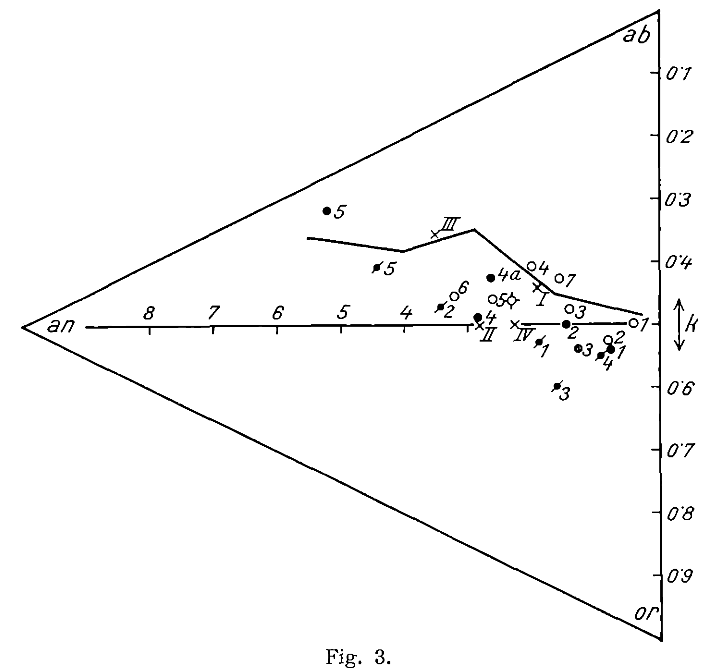


Fig. 3.
Die Feldspatprojektion.

Magmen, unterscheidet sich aber durch höheres *k*, wodurch es eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Dornacher Gestein bekundet. (Mineralgehalt: Plagioklas, sehr wenig Kalifeldspat, Biotit, Hornblende und Quarz.) Nr. 3 ist ein Pyroxensyenit, nördlich von Iglau (22). Leider ist durch mangelhafte mineralogische Charakteristik der Mineralgehalt mit der Analyse nicht in Übereinstimmung zu bringen. Die hohe *si*-Zahl spricht wohl gegen die Bezeichnung »Syenit«. Man müßte das Gestein, das ähnlich wie Nr. 4 sein dürfte, zu den lamprosyenitischen Magmen stellen, wenn auch deren hohes *alk* nicht

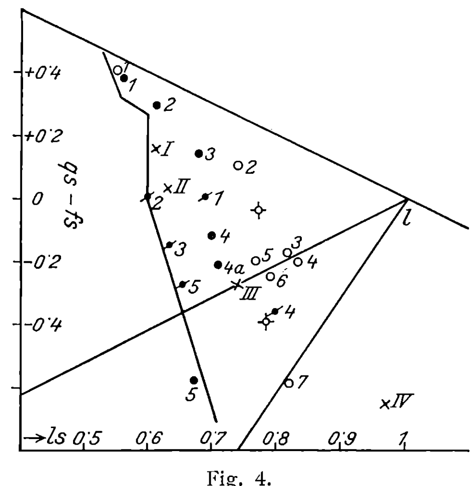


Fig. 4.
Die Kieselsäureprojektion.

erreicht wird. Nr. 4, ein Pyroxensyenit von Tabor (20), paßt am ehesten noch in die normalsyenitische Magmengruppe, wo Pyroxensyenite zum Teil auch ihren Platz haben. Die höhere *fm*-Zahl kann die Biotitanreicherung verursachen. (Mineralgehalt: 14·1 Volumprozente Pyroxen, 25·2 Biotit, 62% Feldspat, meist Orthoklas, wenig Plagioklas und wenig Quarz.) Wir haben hier Gesteine vor uns, die noch mehr als die Waldviertelgesteine von der pazifischen Reihe abweichen. Der syenitische Charakter ist bei 2 und 4, wohl auch bei 3, trotz der Analyse unverkennbar. Es scheint diese Spaltungstendenz mit dem vermutlich jüngeren Alter dieses Granits zusammenzuhängen. Dagegen ist Nr. 5, der Sazawadiorit (23), ein basischeres normaldioritisches Gestein zu nennen.

Literaturverzeichnis.

1. Lipold M. V.: Die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich, nördlich von der Donau. Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanst. in Wien, 1852, III. Vierteljahr, p. 35—54.

Peters C.: Die Donau und ihr Gebiet. Eine geologische Skizze. F. A. Brockhaus, Leipzig, 1876.

3. Peters C.: Bericht über seine Tätigkeit. Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanst. in Wien, III. Jg., 1852, 4. Heft. p. 73—76.

4. Peters C.: Die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine im nordwestlichen Teile von Oberösterreich. Ebenda, 4. Jg., 1853, p. 232—264.

Lechleitner H.: Mineralogisch-petrographische Mitteilung aus dem Mühlviertel. 55. Jahresber. d. Mus. Franc. Carol. in Linz, 1897.

6. Commenda H.: Materialien zur Orographie und Geognosie des Mühlviertels. Jahresber. d. Mus. Franc. Carol. in Linz, 1884.

7. Commenda H.: Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. Ein Beitrag für die Landeskunde in Einzeldarstellungen. Ebenda, 58. Jahresber., Linz, 1900.

8. Hanisch A.: Prüfungsergebnisse mit natürlichen Bausteinen. F. Deuticke, Wien und Leipzig, 1912.

9. Waldmann L. Mündliche Mitteilung. Näheres wird im Aufnahmsbericht (Verh. d. Geol. Bundesanst. in Wien, Jg. 1932, 1. Heft) erscheinen.

10. Ostadal R.: Petrographisches aus dem nordwestlichen Teil des niederösterreichischen Waldviertels. Verh. d. Geol. Bundesanst. in Wien, Jg. 1928, p. 185—204 sowie Jg. 1929, p. 135.

11. Waldmann L.: Aufnahmsbericht über Blatt Gmünd—Litschau. Ebenda, Jg. 1930, p. 38—41.

12. Köhler A.: Zur Bestimmung der Plagioklase in Doppelzwillingen nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz. Tscherm. min. petr. Mitt., Bd. 36, p. 42 bis 64, 1925.

13. Becke F.: Zur Physiographie der Gemengteile der krystallinen Schiefer. Denkschriften d. Akad. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., 75. Bd., p. 97 bis 151, 1913.

14. Chudoba K. Die optische Orientierung des Albits von Rischuna, Schweiz. Tscherm. min. petr. Mitt., Bd. 38, p. 88—99, 1925.

15. Köhler A.: Geologisch-petrographische Untersuchungen an Tiefengesteinen des niederösterreichischen Waldviertels und seiner Randgebiete, II. Bericht, Anz. dieser Akad. Nr. 23, ex 1931.

16. Hackl O. und Waldmann L. Studien im Raume des Kartenblattes Drosendorf, II. Der Gabbro von Nonndorf und Kurlupp. Verh. d. Geol. Bundesanst. in Wien, Jg. 1931, p. 160—165.

17. Becke F.: Graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. Tscherm. min. petr. Mitt., Bd. 37, p. 27—56.

18. Romberg J. und Burri C. Neue Beiträge zur Petrographie von Predazzo und Monzoni. Neues Jahrb., 58. Beil. Bd., Abt. A., p. 109—140, 1928.

19. Marchet A.: Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergußgesteine bei Gleichenberg in Oststeiermark. Diese Sitzungsber., 140. Bd. p. 461—540, 1931.

20. Rosicky V.: Beiträge zur Petrographie des mittelböhmischen Granitmassives. Bull. Intern. Ac. des sciences, 21. Jg., 1917, Prag, 1919, p. 328—353.

21. Stočes B.: Studien über das Bohutiner Erzrevier, I. Quarzbiotit-Hornblendediorit von Bohutin. Wie 20, p. 312—327.

22. Hinterlechner K.: Erläuterungen zur geologischen Karte der österr.-Monarchie, Blatt Iglau. Wien, 1913.

23. Koutek J. La geologie de la région entre Benešov et Neveklov dans la Bohême centrale. Sbornik statn. geol. int. č s. R., V, Prag, 1925, p. 197—254.